

Konrad Konior.

Z badań geologicznych w Karpatach środkowych między Gorlicami a Sanokiem.

**Recherches géologiques dans des Carpates centrales entre
Gorlice et Sanok.**

Wstęp.

Praca niniejsza ujmuje wyniki badań przeprowadzonych w latach 1925 i 1929—1931. Badań tych dokonałem dzięki subwencji Komisji Fizjograficznej Polskiej Akademji Umiejętności w r. 1925 i jako geolog Komisji Technicznej w Jaśle w latach 1929 i 1930.

W tem miejscu pragnę złożyć jaknajserdeczniejsze podziękowanie JWP. prof. J. Nowakowi za wszystkie cenne materiały, wskazówki, informacje i rady, jakich mi tak w czasie przeprowadzania badań terenowych, jak i opracowywania ich wyników łaskawie udzielał.

Stosunki facjalno-stratygraficzne.

Podaję poniżej kilka przyczynków do stratygrafji badanego obszaru, która została opisana już szczegółowo [4, 5, 6, 7, 11, 12, 13, 14, 15, 19, 20, 22, 28, 30, 57]. Obszar ten można rozdzielić na dwie jednostki facjalno-tektoniczne: 1) jasielsko-sanockie obniżenie wyższego rzędu; 2) nasunięcie magurskie.

Kreda jest wykształcona w dwóch faciesach: 1) magurskim, 2) śląskim (grupa średnia).

Kreda magurska występuje w obrębie płaszczowiny magurskiej. Odkryta jest w okolicy Rozdziela, Bednarki, Woli Cie-

klińskiej oraz tworzy morfologiczny grzbiet między Foluszem, Mrukową a Jaworzem. Paul [1, 2, 3] i Uhlig [4, 5] określili te warstwy, przeważnie z piaskowców złożone, jako kredowe, czego później dowiódł J. Nowak [11] na podstawie znalezionej inocerama. Wbrew temu B. Böhm [42] i H. Świdziński [47, 56] zaliczają te utwory do eocenu.

Kreda śląska buduje jądrowe partje najbardziej wyniesionych siodła i łusek grupy średniej. Do takich elementów należy siodło Kobylanka-Wójtowa i element Liwocz-Przybówka. W szeregu fałdów obniżenia jasielskiego jedynym siodłem, które na nieznacznej przestrzeni odkrywa warstwy czarnorzeckie, co stwierdził J. Nowak a później J. Obtułowicz [46], jest siodło Biecz-Wola Dębowiecka-Rogi. Stosunki w kredzie Liwocza znane są z prac Uhliga [4, 5], Grzybowskiego [8], Tołwińskiego [14], Pazdry [22]. Nieopublikowane obserwacje prof. Nowaka i moje uzupełniają spostrzeżenia tych autorów.

Przekrój przez Liwocz, od Lipnicy Górnej po Brzyski przedstawia się następująco. Południowe skrzydło siodła budują łupki menilitowe z rogowcami w spągu, pod niemi leżą warstwy hieroglifowe i pstre łupki, pod którymi zalegają piaskowce ciężkowickie. Piaskowce te podściela dalej ku N serja czerwonych iłów. Pod nią spoczywa zgodnie kreda. Rozpoczyna się warstwami czarnorzeckimi (najwyższa kreda). Pod niemi obserwujemy wkładkę łupków i margli (facja inoceramowa), świadcząca o pogłębieniu się morza, którą podścielają zlepieńce i piaskowce zlepieńcowate, grubo- i drobno-ziarniste, budujące szczyt Liwocza i jego wschodni grzbiet. Uhlig [4, 5], zaliczając te warstwy do średniej i górnej kredy, porównuje ich dolną część z albieńskimi piaskowcami godulskimi. Obserwacje prof. J. Nowaka i moje badania potwierdziły te spostrzeżenia, pominięte przez późniejszych autorów. Poniżej zalegają czarne łupki ze sferosyderytami i szaremi piaskowcami drobnoziarnistymi ze strzałką, które Paul i Uhlig [1, 3, 4, 5] zaliczyli na podstawie cefalopodów do barremu (łupki wierzowskie). Kompleks ten spoczywa na czerwonych łupkach, wypełniających synklinę oddzielającą główny, złuskowany element Liwocza, jak to rysuje na swym przekroju już Uhlig [5], od kredy łuski północnej. Warstwy barremskie tej łuski nasuwają się i w tym wypadku na czerwone łupki eocenu. Te ostatnie tworzą tu częściowo synklinę, a na N od niej jądro siodła w północnem, zlekka ku N obalonem skrzydle fałdu Liwocza. Zatem obserwacje

prof. Nowaka i moje potwierdzają nieledwie w zupełności spostrzeżenia Uhliga z r. 1888.

W siodle Kobylanka-Wójtowa występują górniesze ogniwa kredy. Serja, którą uważałem [53] za apt i alb, zaczyna się ciemnoszarymi łupkami z wkładkami drobnoziarnistych piaskowców, nad którymi leżą piaskowce i zlepierce z egzotykami. Nie jest wykluczonem, że warstwy te należą do górnej kredy. Ponad niemi zaiegają warstwy czarnorzeckie. Wkładki inoceramowej oddzielającej warstwy czarnorzeckie od niższego kompleksu na Liwoczu, tu nie spostrzegamy. Jest tu ona może zastąpioną przez nieznaczną partję ciemnoszarych łupków w spągu warstw czarnorzeckich.

Eocen opisywany był wielokrotnie [1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 12]. Właściwy jednak podział stratygraficzny zawdzięcza badaniom późniejszym, przeprowadzonym w rejonie, opisywanym przedewszystkiem przez Nowaka [11, 13, 15], Tołwińskiego [14], Pazdrę [22, 30], O. W. Pazdrową [39], Cizancourt'a [19] i innych.

Wykształcony jest w dwóch faciesach: a) magurskim, b) grupy średniej.

a) **Eocen magurski** buduje występ magurski wysunięty w kierunku północnym po Skołyszyn. Składają go szare, zielone, czerwone, zielonoszare, brunatnawe iłołupki z wtrąceniami szarych, drobnoziarnistych piaskowców glaukonitowych, o spoiwie ilastowapiennem, rzadziej krzemionkowem. Wkładki piaskowców ciężkowickich są tu naogół rzadkie, nie przekraczają kilkudziesięciu cm miąższości, jak na to wskazuje materiał wiertniczy. Piaskowcowe wtrącenia w pstrym eocenie magurskim, tworzą na S od Harklowej dwa dość wyraźne horyzonty stratygraficzne, wydzielone przez Cizancourt'a [19]. Piaskowce te według Cizancourt'a [19] uważać należy za młodsze od pstrego eocenu, wypełniają one synklinę w płaszczowinie magurskiej. W okolicy Harklowej, dzięki odporności tworzą najwyższe wzniesienia. Znalezione przeze mnie w kawałkach piaskowców materiału wiertniczego jednego z szybów kopalni „Minerwa” numulity i inne otwornice wskazywałyby mogły na wiek średnioeocenijski tego kompleksu. Niższe więc pstre iłołupki z wkładkami piaskowców zaliczać należałoby do eocenu dolnego. Potwierdzają ten pogląd spostrzeżenia stratygraficzne w okolicy Mrukowej, Pielgrzymki i Folusza.

b) **Eocen grupy średniej**. Formacja ta buduje jądra przeważnej części fałdów obniżenia jasielsko-sanockiego. Dokładną

znajomość jej zawdzięczamy pracom J. Nowaka [13, 15, 20, 28]. Do spostrzeżeń tych dodać jedynie mogę parę uwag. Wykazują one, że wykształcenie i miąższość dolnego i średniego eocenu jest zmienna. Porównywanie więc miąższości poszczególnych poziomów petrograficznych tej formacji na oddalonych czasem od siebie elementach tektonicznych, dość często jeszcze przez niektórych geologów naftowych praktykowane, jest nieracjonalne, gdyż prowadzi do błędnych zazwyczaj wniosków. Najwięcej trudności przedstawia określenie ilości poszczególnych kompleksów piaskowców ciężkowickich i poziomów pstrych łupków. Nie można narazie znaleźć żadnej reguły lub też stałych stosunków umożliwiających wprowadzenie pewnego szablonu. Wynika to już z prac prof. Nowaka [13, 15, 20, 28]. Dla przykładu przedstawię krótko stosunki w serii eoceńskiej na Liwoczu i na fałdzie Kobylanka-Wójtowa. Na obu tych fałdach obserwować można kompletną serię eocenu. Na Liwoczu pod łupkami menilitowymi i wkładką hieroglifową znajdujemy poziom pstrych łupków nadścielających piaskowce ciężkowickie. Pod nimi występuje druga ławica pstrych, łupków, tworząca zarazem spąg eocenu, gdyż pod nią występuje już kreda. W siodle Kobylanka-Wójtowa obserwujemy trzy poziomy pstrych łupków, oraz dwa poziomy piaskowców ciężkowickich. Wzajemny stosunek tych poziomów jest następujący: najbardziej miąższy 1-y poziom pstrych łupków nadściela I-ą serię piaskowców ciężkowickich. Pstre łupki 2-e oddzielają poszczególne poziomy piaskowców ciężkowickich. Poziom 3-i pstrych łupków, tworzący zarazem spąg eocenu, odgranicza piaskowce ciężkowickie od niższych warstw czarnorzeckich. Wynika z tego, że ilość poszczególnych horyzontów łupków lub piaskowców, jak też wzajemny ich stosunek procentowy, ulega zmianom. Zmiany te są spowodowane różnorodnością warunków sedymentacji.

Wytłumaczenie zmian facjalnych w tej serii jest ważnem dla stosunków naftowych.

Na podstawie zestawionych przekrojów wiertniczych obliczyłem miąższości dolnego i średniego eocenu od rogowców menilitowych po warstwy czarnorzeckie, na kopalniach w których wiercenia doszły do kredy, lub na fałdach w których eocen odsłonięty jest w całej swej miąższości. Na podstawie tego materiału nakreślone zostały linie równych miąższości tych oddziałów eocenu. Po obliczeniu (z pewnem przybliżeniem) procentowej ilości piaskowca ciężkowickiego wykreśliłem również linie równej, procentowej

ilości piaskowca ciężkowickiego w średnim i dolnym eocenie (rys. 1). Rysunek ten jednak nie uwzględnia deformacji, jakiej uległ flisz przy fałdowaniu. Rysunek Nr. 2 uwzględnia tę deformację i daje dzięki wyprostowaniu fałdów, bez uwzględnienia szarżazu, ogólny obraz stosunków sedymentacyjnych. Przy wyprostowaniu fałdów koniecznem było przyjęcie szeregu punktów względnie stałych, według których interpolowano punkty pozostałe, przesuwając je w kierunku południowym o odcinki wynikłe z obliczenia. Jako punkty stałe wybrano siodło Liwocz-Przybówka-Czarnorzeki-Turzepole-Sanok. Przy porównaniu obu map zauważa się, że duże w zachodniej części obszaru deformacje, zmniejszają się ku wschodowi. Zjawisko to wiąże się z naciskiem płaszczowiny magurskiej.

Z map załączonych wynika, że największa ilość piaskowców ciężkowickich występuje w południowej części obszaru w okolicy Bóbrki (około 65%) i Klimkówki (68%). Dalej ku południowi ilość ta jeszcze bardziej wzrasta. Posuwając się w kierunku północnym, obserwujemy wybitne zmniejszenie się ilości piaskowców do 25% (Potok). W tym miejscu wypada równocześnie największa w obszarze zbadanym miąższość eocenu. Na NE od Potoka ilość piaskowca ciężkowickiego wzrasta, dochodząc na wschód od Odrykonia (Prządki) do 65%, a nawet, jak z dostarczonych mi ła-skawie przez prof. Nowak materiałow nieopublikowanych wynika, do 87%. Dalej ku północy, w Węglówce piaskowiec ciężkowicki nie występuje. W kierunku podłużnym, panujące stosunki są bardziej stałe. Ilość piaskowca ciężkowickiego rośnie w kierunku zachodnim, począwszy od Harklowej (30%). W Lipinkach wynosi około 40%, w okolicy Stróżnej dochodzi do 60%. Od Harklowej na wschód stosunki przez dłuższy czas nie ulegają większym zmianom (Potok 25%). Dopiero w okolicy Zmiennicy zaznacza się minimum ilości piaskowca ciężkowickiego, a równocześnie pewne minimum miąższości eocenu dolnego i średniego. W kierunku NE od Zmiennicy ilość piaskowca ciężkowickiego stale maleje. Na siodle Wydrna-Krzywe-Mrzygłód piaskowca ciężkowickiego już nie obserwujemy. Z opisanych stosunków naszkicować można następujący obraz stosunków paleogeograficznych.

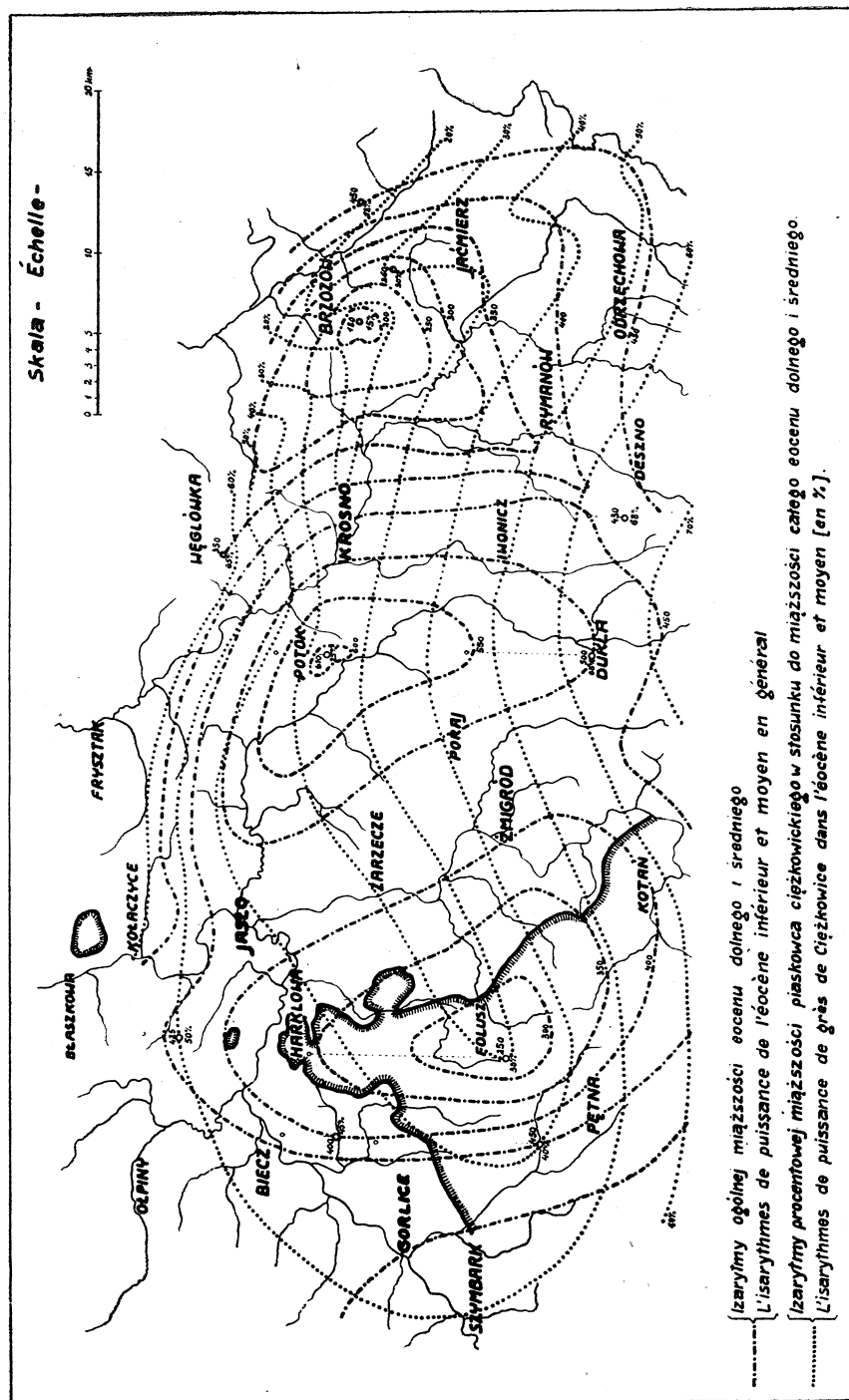
Z początkiem eocenu w południowej części obszaru istnieć musiała jakaś większa wyspa prakarpacka. Wyspę tę od wyspy wysterczającej na północy, (dziś obszar od Bratkówki na wschód) oddzielało głębsze zakłębienie podłoża, którego maximum wypadało

w okolicy Potoka. Zakłęśnięcie to przechodziło tak na zachodzie (linja Harklowej) jak na wschodzie (okolice Zmiennicy) w zalane już wtedy grzbiety o kierunkach S-N i SE-NW, pierwotnie łączące zapewne południową wyspę prakarpacką z wysepką wspomnianą na północy. Za tego rodzaju tłumaczeniem zjawiska zdaje się również przemawiać petrografia i obserwowana segregacja materiału w spągu eocenu: duża ilość łupków, mała piaskowców o drobnym ziarnie w Potoku, zwiększająca się ilość piaskowców o wzrastającej wielkości ziarna, aż do zlepieńców w kierunku na południe i północ od wspomnianej miejscowości. Podobne wyspowate wysady prakarpackie i podobny charakter posiadało morze na całym rejonie zajęтым przez piaskowiec ciężkowicki, lub jak w Karpatach Wschodnich przez jego ekwiwalent wiekowy, piaskowiec pasieczniański, wygodzki. W obszarze położonym na NE od zbadanego, na NE od linii Wydrna-Mrzygłód przyjąć należy istnienie głębszego morza, z bardziej pelitycznymi sedymentami.

Górną część eocenu grupy średniej budują warstwy hieroglify i łupki menilitowe. W spągu tych łupków występuje z reguły partja rogowców. Wiek łupków menilitowych oznaczono pierwotnie na podstawie znalezionej w nich fauny małży i ślimaków (Vacek: Jahrb. d. k. k. Reichsanstalt, 1881, Wiśniowski [9]), jako dolnooligoceni. Dopiero badania prof. Rogali [16, 17], a następnie M. de Cizancourt [23], Z. Pazdry [29] i F. Biedy [41] wykazały przynależność łupków menilitowych do eocenu, mianowicie [Rogala 16, 17, Pazdro 29] do najwyższych jego pięter. Odmienne nieco od cytowanych autorów zapatrywania na wiek łupków menilitowych wyraża B. Böhm [33], zaliczając do eocenu tylko spąg łupków menilitowych wraz z partją rogowcową, podczas, gdy górniejsza, nadrogowcowa ich partja miałaby należeć do oligocenu dolnego (piętro lattorf). Zapatrywanie to wydaje mi się jednak, ze względu na to, że autor wspomniany opierał się wyłącznie na faunie rybiej, a pominął zupełnie grupę otwornic, mszywiołów, małży i ślimaków, za niedostatecznie uzasadnione.

Obserwując serję łupków menilitowych, wyczuwamy mniej więcej na NE i ENE od Dydni, obecność jakiegoś lądu czy wyspy. Bliskie jej sąsiedztwo zaznacza partja jasnych piaskowców w rogowcowej strefie menilitów (piaskowiec kliwski), grubsza partja podobnych piaskowców, a również zlepieńców w górnym oddziale poziomu menilitowego, a także zwiększająca się piaszczy-

stość samych łupków. Co więcej, ład ten dostarcza morzu flory. W partji rogowcowej menilitów w okolicy Dąbrówki Starzeńskiej znalazłem skrzemieniałe pnie drzew. Według opinii J. Lilpopa,



Rys. 2. Mapa sedymantacyjna eocenu dolnego i środkowego bez uwzględnienia deformacji wskutek sfałdowania, po „wyprostowaniu” fałdów. — Carte de la sédimentation de l'éocène inférieur et moyen sans considération de la deformation produite par plissement, l'extension primitif des sédiments.

który był łaskaw zbadać preparaty mikroskopowe, za co uprzejmie Mu dziękuję, znalezione resztki zaliczyć należy do drzew jedno- lub dwuliściennych, równowiekowych z warstwami, w których zostały złożone.

Oligocen reprezentowany jest przez warstwy krośnieńskie. Warstwy te wiekowo przynależą do niższych pięter oligocenu, mianowicie do piętra lattorf i rupel, Böhm [33] zalicza je wyłącznie do rupelu. W ostatnich latach usiłują pracujący w obszarze Karpat jasielskich autorzy wprowadzić dla warstw tych, większe obszary nieraz pokrywających, pewien podział oparty na różnicach petrograficznych wśród poszczególnych partyj kompleksu opisywanego występujących. J. Strzetelski [31] wprowadza podział warstw krośnieńskich na trzy poziomy, przyczem środkowy poziom tworzą silnie wapniste, szarobrunatnawe, „dźwięczące” łupki jasielskie. Podział warstw krośnieńskich również na trzy poziomy wprowadzają H. Świdziński [32], J. Hempel [35, 44], A. Gaweł [24, 34, 43], podczas gdy J. Obtułowicz [21, 25, 37, 46] i O. Wyszynski [40, 50, 59] dzielą warstwy krośnieńskie na dwa poziomy, dolny i górny. Z mego punktu widzenia oba powyżej wspomniane sposoby dzielenia warstw krośnieńskich mają swe uzasadnienie i są słuszne, ale w wypadku, gdy stosowane są na nieznacznych obszarach. Zastosowanie dokładnie uzasadnionego podziału warstw krośnieńskich dla większych obszarów jest sprawą przyszłości, ze względu na to, że obserwowane zmiany w sedymentacji warstw krośnieńskich mają zazwyczaj charakter lokalny, podobnie jak i bardzo charakterystyczny dla okolic Jasła poziom łupków jasielskich.

Wszystkie przytoczone wyżej dane stratygraficzne stwierdzają istnienie tak na obszarze Karpat, jak i w rejonach od południa i północy z nim sąsiadujących, ciągłych ruchów. Ruchy te były przez morza skrupulatnie rejestrowane. W obszarze omawianym starsze z nich, kredowe odnosiły się w przeważającej mierze do Prakarpat i lądów sąsiednich, przygotowując tylko dzięki kontrastom petrograficznym wśród złożonych sedymentów, uwarunkowane tektoniką Prakarpat powierzchnie odkłuc, które wyzyskane zostaną przez fałdujące się masy fliszu w okresie górnooligocen-skim i mioceńskim.

Ogólny charakter fałdów obniżenia jasielsko-sanockiego.

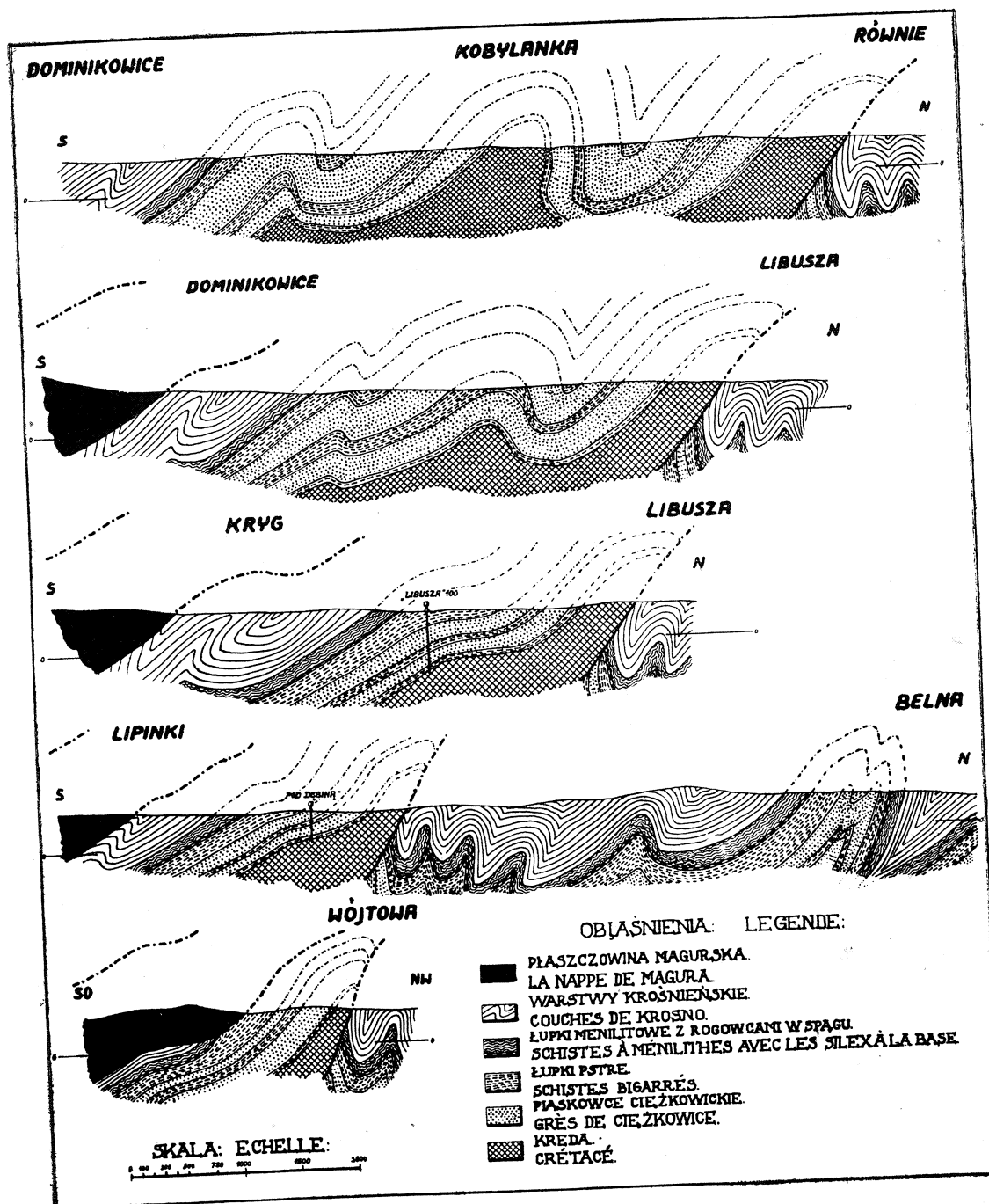
Do siodła tego zakłęśnięcia w rejonie arkuszy Jasło-Dukla i Brzozów-Sanok, należą siodła Lipnica-Kaczorowy-Gorajowice (I), Sądkowa-Potok-Krościenko (II), Żółków-Wrocanka (III), tudzież siodło Zarzecze-Kopytowa (IV). Wszystkie te siodła często skom-

plikowane strukturalnie, jak siodło Potoka lub podwójnie zdygotowane siodło Żółkowa, w najbardziej wydźwigniętych partjach odsłaniają zwykle warstwy hieroglifowe oraz pstre łupki, rzadziej piaskowce ciężkowickie (wschodnia część siodła Potoka, okolice Krościenka). Brzeźnami antyklinami tej grupy, o charakterze przejściowym w kierunku silnie pogniecionej grupy nasunięć dukielско-michowskich (H. Teisseyre, 38) są siodła Łazy-Wola Dębowiecka-Rogi (V), odsłaniające na nieznacznej przestrzeni, w miejscu największej elewacji poprzecznej warstwy kredy faciesu śląskiego, i siodło Zboiska-Iwonicz-Wołoszowa (VI.). Granica strefy fałdów obniżenia jasielsko-sanockiego z grupą północną wypiętrzeń zaznacza się ostro. Nie spotykamy tu żadnego elementu przejściowego, a grupę północną zaznacza tu odrazu podwójnie sfałdowane, a nawet złuszkowane (okolica Liwocza), odsłaniające w jądrach nawet dolną kredę, siodło Liwocz-Przybówka. Kierunek osi siodła jest z reguły W-E lub NW-SE. Niezdecydowany kierunek fałdów spowodowany jest według K. Tołwińskiego [14] tem, że omawiany odcinek Karpat, znajduje się, na załamaniu się łańcucha karpackiego i zmianie jego kierunku z kierunku NW-SE „karpackiego“, na kierunek W-E „tatrzański“. W większej mierze od tego wpłynęły na ostateczne uformowanie się kierunkowe fałdów, procesy związane z nasuwaniem się płaszczowiny magurskiej. Występujące we wschodniej części obszaru poprzeczne undulacje podłużnych osi fałdów należy uważać za zjawiska lokalnej natury spowodowane stosunkami petrograficznymi fałdującego się fliszu.

Siodłami, które już do powyżej naszkicowanej grupy elementów obniżenia jasielsko-sanockiego nie należą, a które wykazują wybitny wpływ płaszczowiny magurskiej, są występujące w zachodniej i północnej części terenu siodła Biecz-Głęboka, Kobylanka-Wójtowa, i siodło Liwocz-Przybówka.

Pierwsze z nich, o kierunku osi prawie W-E, odsłaniające piaskowce ciężkowickie, jest elementem w zachodniej swej części podwójnie przełałdowanym. W kierunku wschodnim, już na S od Belnej piaskowce ciężkowickie jądra znikają pod pstremi łupkami, które aż do zanurzenia się osi siodła w okolicy Głębokiej, tworzą jego jądrową partję,

Siodło Kobylanka-Wójtowa, to rozległa jednostka, złożona z trzech znikających ku E i NE siodłał podrzędnych. Najbardziej północne z nich jest nasunięta na warstwy krośnieńskie łuska kredowa. Element ten we wschodniej części fałdu, w której ob-

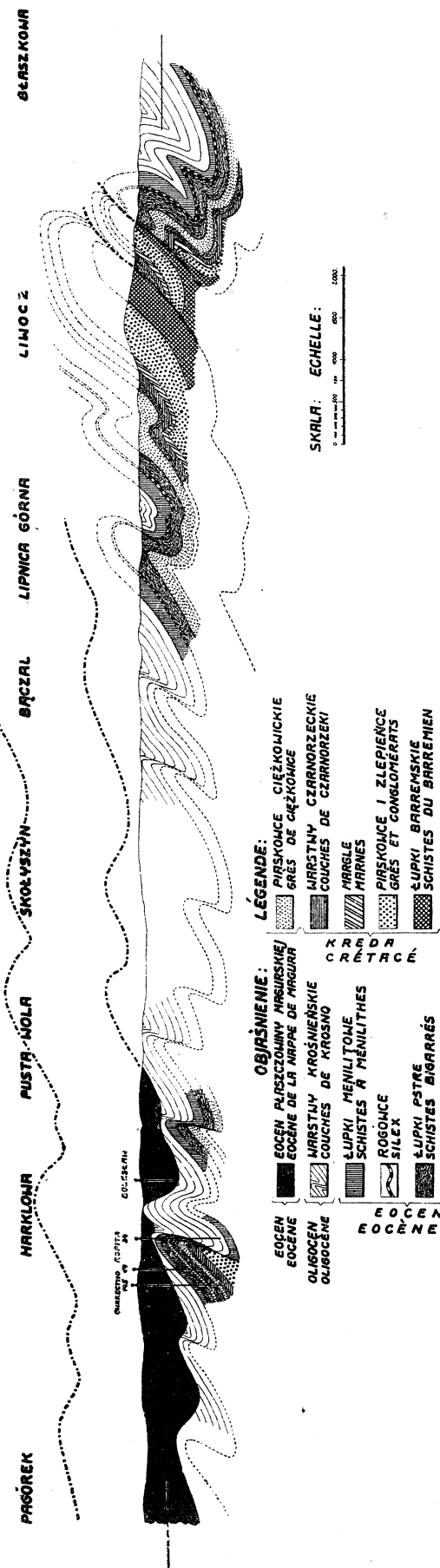


Rys. 3. Przekroje poprzeczne przez fałd Kobyłanka-Libusza-Lipinki-Wójtowa.
Coupes transversales du pli de Kobyłanka-Libusza-Lipinki-Wójtowa.

serwujemy w związku z zanikiem obu południowych składowych wybitne zwężenie się całej jednostki, tworzy w okolicy Wójtowej główną jego część „łuskę Wójtowej”. Kreda jądra tej łuski, w porównaniu z częścią zachodnią uległa znacznemu zwężeniu, sama zaś łuska jest stromo wypiętrzona. Element środkowy jest antyklina odslaniającą w jądrze kredę śląską („antyklina Kobyłanki”),

w okolicy Libuszy wygasającą. Ostatni, południowy element tej jednostki stanowi „antyklina Sokoła” z piaskowcami ciężkowickimi w jądrze, zanikająca na N od Dominikowic (rys. 3).

Siodło Liwocz-Przybówka złożone z dwóch ku N obalonych siodła, jest w swej części wschodniej elementem ukazującym w jądrach starszą kredę śląską o kierunku W-E. Na zachód od Wisłoki zmienia ono kierunek na NW-SE, a równocześnie komplikuje się tektonicznie. Dostrzegamy tu intensywniejsze sfałdowanie, połączone ze złuskowaniem poszczególnych części składowych, oraz ze znacznie szerszymi wyciśnięciami (rys. 4). Zmianę kierunku fałdu oraz widoczne dwukrotne zdyslokowanie w miejscu odgięcia się tegoż, należy uważać za wynik nacisku płaszczowiny magurskiej, niewątpliwie fałd ten kiedyś przykrywającej. Resztką tej płaszczowiny jest stwierdzony przez K. Tołwińskiego [14] na NE od Liwocza płat Kluczowej. Wyrażone ostatnio zapatrywanie tego autora [57], jakoby Liwocz był „przykryty czapką tektoniczną jako fragmentem płaszczowiny magurskiej” jest



Rys. 4. Przekrój poprzeczny Karpat obszaru jasielskiego. — Coupe transversal de Karpates de la région de Jasto.

nieuzasadnione, albowiem piaskowce budujące szczyt Liwocza należą do kredy śląskiej, co stwierdził już w roku 1888 Uhlig [5].

Charakterystyczną cechą fałdów obniżenia jasielsko-sanockiego, umożliwiającą rozgraniczenie ich od silnie wyniesionych stref tektonicznych, jest brak wysadów kredy w ich jądrach. Jądra fałdów stale zbudowane są z warstw eoceńskich, a to pstrych łupków, lub łupków menilitowych. Pod względem konstrukcji poszczególnych elementów wchodzących w skład strefy fałdów obniżenia jasielsko-sanockiego, wydzielić można dwa typy siodła. Typ południowy, to jednostki silnie ku N obalone, ze zredukowanym skrzydłem północnym. Przedstawicielami typu tego są od południa się posuwając siodła VI, V, IV. Typ północny to siodła stromo wypiętrzone, często w szczytowej partii podwójnie zondulowane, czasami wstecznie odgięte. Do tego typu należą siodła III, II, I, oraz we wschodniej części obniżenia, siodło Zmiennica—Jurowce—Sanok.

Stosunki tektoniczne płaszczowiny magurskiej.

Płaszczowina magurska tworzy daleko ku N (aż pod Skołyszyn) wysuwający się płat, przez erozję silnie rozczłonkowany. Płat ten zamaskowuje tektonikę spoczywającego pod nim fliszu grupy średniej. Płaszczowina magurska przykrywa flisz ten płaszczem, w północnej części około 500 m (wyniki wierceń w Harkłowej) miąższym. Ku południowi miąższość warstw nasuniętych wydatnie wzrasta. Przynajmniej tak sądzićby można na podstawie obserwacji terenowych, wskazujących na pogłębianie się w tym kierunku poprzecznej wklęsłości, którą się płaszczowina magurska posunęła daleko ku północy. Podobny przykład wysuwania się ku N płaszczowiny magurskiej i tworzenia wysuniętego płatu, obserwujemy między Stróżami a Gorlicami w okolicy Szalowej. I tam łączy się to zjawisko z istnieniem obniżenia poprzecznego.

Rozbijając płat magurski Harkłowej, przy pomocy materiałów z wierceń i obserwacji terenowych na poszczególne elementy niższego rzędu zauważamy, że tektonika płata magurskiego uzależnioną jest w pewnej mierze od tektoniki spoczywającego pod nią fliszu grupy średniej. Tę współzależność spostrzegamy najwyraźniej w Harkłowej (rys. 5). Ilustrują to również wyrażście przekroje Cizancourt'a [19]. Podobnie rzecz się przedstawia w najbardziej wysuniętej części płata magurskiego na północ od Harkłowej, pod którą przebiega przedłużenie siodła Biecz-Głęboka,

oddzielone od głębnych fałdów harklowskich synkliną, powtórzoną w mniejszych wymiarach przez warstwy magurskie. Na południe od wypełnionej piaskowcami inwersyjnej synkliny w płaszczowinie magurskiej (okolica na S od Harklowej) tektonika płaszczowiny magurskiej zarysowuje się słabo. Dopiero na południe od Lipinek i w okolicy Bednarki, w związku z pojawieniem się kredy magurskiej spostrzegamy w miejscu, gdzie wysunięty ku N klin łączy się z większą masą fliszu magurskiego, wybitniejsze tektoniczne zróżnicowanie jednostki magurskiej na cały system obalonych fałdów i łusek. Składają one wyższą jednostkę płaszczowiny magurskiej, nasuniętą na eocen jednostki niższej (płata Harklowej), zbudowaną z masywnych piaskowców czołem. Jak wynika z badań S. Sokołowskiego (informacje ustne) na północ od Nowego Sącza, płaszczowina magurska rozbita jest tam również (w profilu Dunajca) na dwie jednostki wyższego rzędu: zewnętrzną, składającą się z kompleksu warstw eoceńskich, i wyższą z pogniecioną „czarną kredą” i kredą inoceramową w jądrze. Jak na podstawie powyższych danych sądzić można, zróżnicowanie tektoniczne w brzeżnej strefie płaszczowiny magurskiej, jest zjawiskiem stałym, występującem na większym obszarze Karpat środkowych.

Wpływ płaszczowiny magurskiej na fałdy fliszu grupy średniej.

Nasuwająca się od południa na flisz grupy średniej płaszczowina magurska spowodowała szereg modyfikacji tektonicznych w tej grupie. Są one następujące:

1) **Odchylenie kierunkowe fałdów** widoczne jest na całym szeregu siodła, dość daleko nawet od obecnego zasięgu płaszczowiny magurskiej położonych. Wynika stąd, że pierwotnie płat magurski pokrywać musiał flisz obniżenia jasielsko-sanockiego na znacznie większej przestrzeni niż obecnie. Dowodzą tego także znalezione przez K. Tołwińskiego [14] luźny płat magurski w okolicy Kluczowej, i fragment płaszczowiny magurskiej na N od Bratkówki (H. Gobl 26).

Najbardziej północnem siodłem, na którym się wpływ płaszczowiny magurskiej zaznaczył jest siodło Liwocz-Przybówka. Podwójnie zdygitowane w części szczytowej i ku N obalone, ma w części wschodniej kierunek „tatrzański” (Tołwiński 14).

Na W od Podzamcza przybiera ono kierunek SE—NW, ulegając równocześnie złuskowaniu, przyczem łuska południowa wgniata w głąb łuskę i fałdy drugorzędne północne. Przebiegające prawie równoległe do siodła Liwocz—Przybówka, siodło Lipnica Dolna—Kaczorowy—Gorajowice uległo również odgięciu ku N, a równocześnie i obaleniu w tym kierunku, w okolicy bowiem Gorajowic, we wschodniej swej partji jest ono stromą antykliną z dolniejszymi poziomami warstw krośnieńskich w jądrze. Następne ku S siodło roponośne Łęgorz—Roztoki—Potok uległo północnemu odchyleniu w partji między Sobniowem a Łęgorzem. W tem miejscu siodło to już silnie zanurzone budują na powierzchni łupki jasielskie warstw krośnieńskich. Podobnym pod tym względem przykładem jest podwójnie sfałdowane siodło Żółków—Wrocanka, bardzo gwałtownie się w kierunku zachodnim zanurzające. Północne odgięcie widoczne jest na warstwach krośnieńskich otulających je w okolicy Niegłowic i Trzcinicy. Zmiana kierunku ku N przychylonego siodła Zarzecze—Łubno, zaznacza się wyraźnie już w okolicy Zarzecza, w miejscu gdzie znikają pod warstwami krośnieńskimi łupki menilitowe jego czoła. Ponieważ podłużna jego oś zanurza się bardzo powoli, więc ciągnie się ono po kierunkowem odchyleniu daleko ku NW w warstwach krośnieńskich.

Szczególnie wybitny wpływ nasunięcia magurskiego widoczny jest w grupie fałdów koło Harkłowej. W pracy [53] wprowadziłem po raz pierwszy pojęcie wężła harkłowskiego. Wężłem harkłowskim nazywam północną część klina magurskiego, pod którą przebiegają dwa rozległe fałdy, o dużem znaczeniu dla przemysłu naftowego, bardzo się do siebie zbliżając. Jeden z nich to produktywne siodło Biecz—Głęboka. Na S od miejscowości Kunowa zanurza się ono pod płat nasunięcia magurskiego. Wynurza się ono znów na E od wsi Harkłowa, jako siodło w łupkach menilitowych. W okolicy Osobnicy zanurza się. W pobliżu miejscowości Łazy odsłania w szczytowej części łupki menilitowe, a następnie pstre łupki. Po przejściu nieznacznej, poprzecznej undulacji osi podłużnej w okolicy Woli Dębowieckiej i poprzecznej dyslokacji w okolicy Załęża, rozszerza się w pobliżu miejscowości Świerchowa i odsłania piaskowce ciężkowickie. Następnie biegnie przez Łężyny, Bóbrkę. Od miejscowości Rogi w kierunku Klimkówki zanurza się zwolna. Jako antykлина w łupkach menilitowych wygasa w okolicy Posady na południe od Rymanowa. Drugie

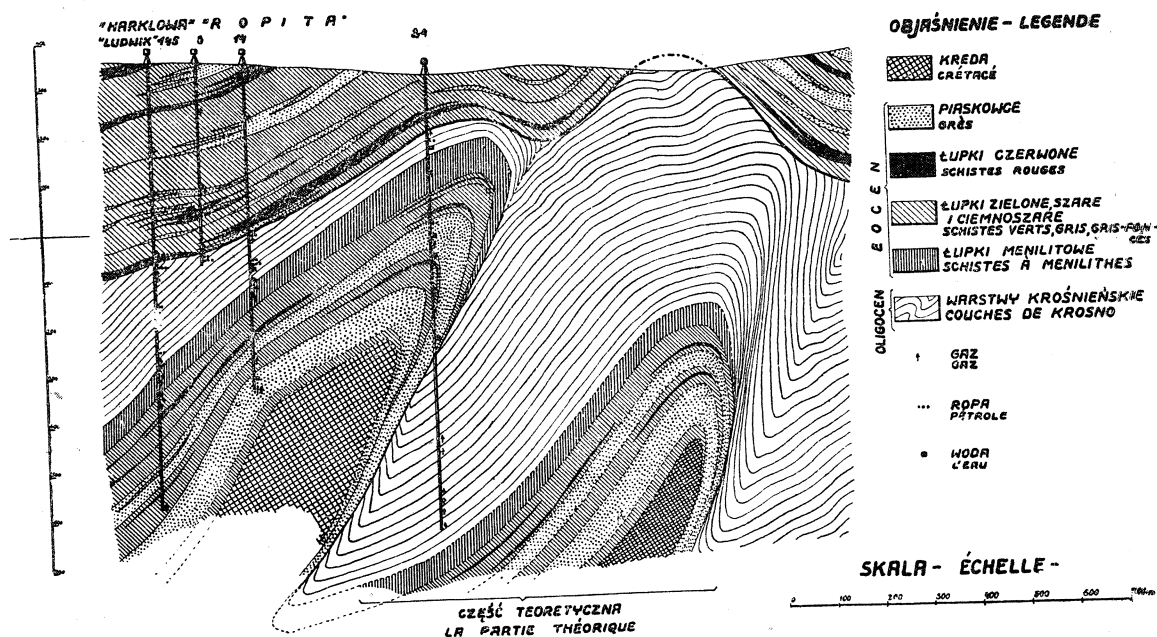
w skład wężła harkłowskiego wchodzące siodło Kobylanka—Wójtowa w zachodniej swej części posiada kierunek W—E. W okolicy Lipinek odgina się ku północy, przybierając nienormalny kierunek SW—NE. We Wójtowej jako stromo wypiętrzona łuska zanurza się ukośnie pod płat jednostki magurskiej. Dalszy jego przebieg odcyfrować można z materiałów wiertniczych. Na NE od kopalń w Pagorzynie ulega dwukrotnemu zdyslokowaniu, zmienia kierunek SW—NE na kierunek W—E ze słabym odchyleniem ku S, przechodząc w fałd wgłębny Harkłowej. Z pod nasunięcia magurskiego wynurza się w południowej części Osobnicy, poczem zapada pod płat Radości. Z pod płatu tego ukazuje się na N od Ostrej Góry (kota 365 m). Czy przechodzi ono ku S w siodło Kłopotnica—Samokłeski, czy też wygasa w okolicy Dobryni nie jest mi wiadomem.

„Węzeł“ harkłowski powstał zatem wskutek nacisku klina magurskiego, który zgarnął i zbliżył do siebie dwa fałdy oraz wytworzył przytem kilka fałdów drugorzędnych, dzięki czemu pod płatem Harkłowej uformowała się pozorna wirgacja fałdów; tę formę tektoniczną określam mianem „węźła“.

2) **Dyslokacje poprzeczne.** Skutkiem nacisku magurskiej płaszczowiny, w miejscu gwałtowniejszej zmiany kierunku danego fałdu, gdzie spójność kompleksu stratygraficznego budującego dany fałd najłatwiej mogła ulegć rozluźnieniu, spotykamy często poprzeczne uskokowe przesunięcia. Czasem takich uskoków może być kilka, jak np. na odgiętej ku północy partji siodła Liwocz—Przybówka. Dzielą one wtedy siodło na kilka poprzesuwanych względem siebie bloków. Wedle Tołwińskiego [14] uskoki te związane są z załamaniem się łańcucha karpackiego na linii tektonicznej Hernad—Puławy. Sytuacja wspomnianych dyslokacyj i ich rozmieszczenie przemawia na korzyść koncepcji ich związku z płaszczowiną magurską. Wyraźny uskok odcina również odchyloną kierunkowo zachodnią część siodła Łazy—Wola Dębowiecka—Świerchowa. Na podstawie materiału wiertniczego sądzić można, że pod płatem magurskim przebiegają na fałdzie wgłębny harkłowski dwa uskoki w pobliżu kopalni „Locarno“.

3) **Ścięcie przegubów siodeł grupy średniej, w częściach przez płat magurski przykrytych.** Masy magurskie obcinają ukośnie otulone częściowo zdenudowanymi warstwami krośnieńskimi lub też wypreparowane przeguby poszczególnych fałdów,

wywołując zjawisko wybitniejszego zmniejszenia miąższości warstw, element taki budujących. Ścięta partja warstw ulega zgarnięciu przed czoła fałdów, w synkliny rozdzielające poszczególne elementy. Tego rodzaju zjawisko dzięki materiałowi wiertniczemu obserwujemy na siodle harkłowskim. Na przekrojach tego siodła (rys. 5) zauważamy, że miąższe około 120–200 m, pod pokła-



Rys. 5. Przekrój poprzeczny przez Harklową. — Coupe transversal de Harklowa.

dami magurskimi, spoczywające na łupkach menilitowych warstwy krośnieńskie południowego skrzydła fałdu, ukośnie ścięte i zgarnięte, zredukowane są na jego czołowej partji do 50 zaledwie metrów. Podobnie rzecz ta przedstawia się i na innych elementach tektonicznych.

4) **Wpływ na akumulację węglowodorów.** Znane jest charakterystyczne nagromadzenie się ropy na kopalniach w Harkłowej lub Pagorzynie i we wsi Lipinki, gdzie najgórniejsze jej horyzonty występują w warstwach krośnieńskich bezpośrednio pod przykrywą nasuniętego eocenu magurskiego. Coprawda w Harkłowej np. ropa gromadzi się na czołowej partji wglębnego fałdu harkłowskiego, a zwłaszcza na jego południowym skrzydle, nie-normalnem jednak jest to, że poszczególne jej horyzonty w warstwach krośnieńskich są równoległe do granicy nasunięcia magurskiego, ukośnie przebiegając do ściętej przez jednostkę magurską płaszczyzny upadu warstw. Musimy więc w zjawisku tem dopatry-

wać się wpływów nasuwającej się płaszczowiny magurskiej na tego rodzaju akumulację węglowodorów. Przykrycie warstw krośnieńskich miąższami stosunkowo warstwami eocenu, stanowiącego doskonałą masę izolacyjną, musiało stworzyć korzystne warunki dla ukształtowania się i zachowania złóż ropy. Podobne zjawiska intensywniejszego nagromadzenia się ropy w warstwach przykrytych masami magurskimi, bezpośrednio pod nasunięciem, występują w Szymbarku koło Gorlic, Męcinie Wielkiej, Kłęczanach.

Inaczej zachowują się niższe eoceńskie i kredowe horyzonty ropne. Sposób ich ukształtowania się był podyktowany starszą, porupelską tektoniką grupy średniej. Dofałdowanie się tej grupy pod naciskiem płaszczowiny magurskiej, dające w efekcie końcowym ostateczne uformowanie węzła harkłowskiego, wpłynęło na translokację złóż ropy i na pozostającą w związku z tą ostatnią, pewną zmianę chemiczno-fizycznych jej własności. Zmiana ta zaznacza się najlepiej w obrębie siodła Kobylanka—Wójtowa. W miejscu, gdzie ono nie uległo w większym stopniu wpływowi płaszczowiny magurskiej, np. na kopalniach w Lipinkach, ropa posiada barwę ciemno-brunatną, prawie czarną, zawiera parafinę, a tylko 23% benzyny, podczas gdy w odgiętej już i zgniecionej partii fałdu (łuska Wójtowej) występuje ropa lżejsza, o odcieniu zielonawym, ze znacznie większą zawartością benzyny, prawie bezparafinowa. Dalej ku NE na kopalni w Pagorzynie, usytuowanej w miejscu gdzie łuska Wójtowej przykryta jest już przez masy płaszczowiny magurskiej, obserwujemy t. zw. „żółtą” ropę pagorzyńską. Ropa ta jest najlepszą, posiada najniższy z wymienionych ciężar gatunkowy, największą zawartość benzyny, jest prawie przejrzystą, parafiny nie zawiera. Zdaje się, że pierwotny typ ropy omawianego fałdu stanowiła ropa „czarna”, występująca na kopalniach w Kobylance, Libuszy i Lipinkach. Zróżnicowanie (jakoby destylacja) na wspomniane gatunki, aż do najdoskonalszego przedstawiciela, którym jest „żółta” ropa z Pagorzyny, odbyło się w związku z procesem dofałdowywania się grupy średniej pod naciskiem płaszczowiny magurskiej. Naogół w Zagłębiu jasielskim wszędzie w wypadkach komplikowania się tektonicznego danego siodła ropnego, występują lżejsze, lepsze gatunki ropy. Zatem wpływ tektoniki nie tylko na ostateczne ukształtowanie się złóż ropnych, ale i na jakość gatunkową samej ropy jest niezaprzeczalnym.

Mechanizm zjawisk związanych z nasuwaniem się płaszczowiny magurskiej na flisz grupy średniej.

Za punkt wyjściowy do rozważań mechanizmu zjawisk, które doprowadziły do wytworzenia się klina magurskiego, uważać musimy stadjum, w którym pod naciskiem ruchów porupelskich, flisz po odkłuciu się od podłoża formował się w szereg płaszczowin. Do tego okresu również częściowo odnieść trzeba proces nasuwania się płaszczowiny magurskiej na grupę średnią. Wtedy odbyło się prawdopodobnie pogłębienie zarysowującego się, a wyznaczonego tektoniką mas prakarpackich podłużnego obniżenia jasielsko-sanockiego. W tym czasie powstać mogła i poprzeczna zakłęśłość jasielska i takąż na zachód od Gorlic.

Brzeg płaszczowiny magurskiej, wykorzystującej już wtedy częściowo wspomnianą zakłęśłość poprzeczną, przebiegać mógł w tym okresie wzdłuż linii Sękowa Mała—Rozdziele—Krempna. Wpływ nacisku tej jednostki na powstałe już wcześniej fałdy fliszu grupy średniej, już wtedy musiał się zaznaczyć i zadecydować o translokacjach tychże, pozostających w związku z procesem dalszego nasuwania się jednostki magurskiej na flisz wspomniany, który specjalnie silny wyraz uzyska w okresie dalszych nieprzerwanie przebiegających ruchów, a zwłaszcza górno-miocennskich. Dały one w efekcie końcowym przesunięcie się płaszczowiny magurskiej ku N, wywołując skutek nacisku wywartego przez jednostkę na sfałdowaną już wcześniej, częściowo zdenudowaną grupę średnią, zjawisko dofałdowania się tej ostatniej w sposób przez ruchy wcześniejsze wskazany. Równoczesne wypchnięcie ku północy mas kredowych i piaskowców magurskich płaszczowiny magurskiej, spowodowało zróżnicowanie się jej tektoniki w brzeżnej strefie. Przesuwane bowiem ku N sztywne masy magurskie zepchnęły i wycisnęły w tym kierunku plastyczniejsze warstwy eocenu, co specjalnie silnie zaznaczyło się na liniach depresji poprzecznych, formując z nich odrębną jednostkę tektoniczną. Jednostka ta po przejściu denudacyjnych procesów, w stadjum obecnym jest zachowaną w formie wystających klinów oraz luźnych płatów tylko w obniżeniach poprzecznych lub większych podłużnych synklinach, odgrywających w tym wypadku rolę basenów konserwacyjnych. W ten sposób należałoby tłumaczyć sobie powstanie klina Harklowej, a także na zachód od terenu zbadanego występującego, na poprzecznej depresji Woli Łużańskiej zachowanego

klina Szalowej. W związku z przebiegającymi procesami, fałdy grupy średniej od S naciskane, zostały zgarnięte, wygięte silnie w kierunku północnym, co w niektórych wypadkach pociągnęło za sobą zdyslokowanie tych elementów, czoła zaś ich zostały przez nasuwającego się „intruza” magurskiego ukośnie ścięte, przy równoczesnym zgarnięciu warstw w synkliny. Przy tych ruchach brzeżny flisz karpacki po utworzeniu nasunięć stawiał opór dalszym ku N skierowanym naciskom. Południowa partja fliszu grupy średniej w obrębie obniżenia jasielsko-sanockiego, znajdowała się pod silnymi wpływami płaszczowiny magurskiej. Przez nacisk na północną partję fliszu obniżenia jasielsko-sanockiego, opierającego się o sztywną stosunkowo wyniesioną strefę brzeżną nasunięć, spowodowała płaszczowina magurska strome wypiętrzenie się tej partji i jej tektoniczne skomplikowanie, a także odchylenia wsteczne niektórych siodeł.

Rozważania powyższe można ująć w następujące tezy:

1) flisz grupy średniej uległ sfałdowaniu jeszcze przed nasunięciem się płaszczowiny magurskiej, a zatem tektonika jego jest starszą od nasunięcia magurskiego;

2) nasunięcie magurskie na grupę średnią było wynikiem długotrwałego nacisku, który czasowo rozłożyć można na dwa etapy.

Ponieważ te tezy są naczelnymi prawami procesu nasuwania się płaszczowiny magurskiej, postaram się ująć je w ramy czasowe.

1) ponieważ w obszarze omawianym brak warstw młodszych od rupelu t. zn. od warstw krośnieńskich, należy wnosić, że został on już w aquitanie sfałdowany i wypiętrzony nad poziom morza. Po sfałdowaniu się i wypiętrzeniu przyszedł do głosu czynnik denudacyjny, który zniszczył otulającą jądra fałdów pokrywę warstw krośnieńskich, ukazując warstwy starsze. Dopiero na zde-nudowany częściowo obszar nasuwa się płaszczowina magurska. Pogląd ten potwierdza wynikający z analizy mapy fakt, że serja magurska nasuwa się na wypreparowane procesami denudacyjnymi i skutkiem tego odsłonięte warstwy starsze jąder poszczególnych fałdów. Przykłady takie obserwujemy w okolicy Wójtowej, gdzie łuska Wójtowej z odsłoniętą kredą zanurza się bezpośrednio pod eocen magurski i na E od Harkłowej. Pod eocenem płaszczowiny magurskiej znika tam zaznaczona na powierzchni łupkami menilitowemi antyklina, stanowiąca przedłużenie fałdu Biecz—

Głęboka. Późniejsze zdarzenia fałdowe we fliszu grupy średniej rejonu opisywanego uzależnione są w przeważającej mierze od nasuwających się i w końcu pokrywających go mas płaszczowiny magurskiej.

2) W związku z temi rozważaniami, dolna granica czasowa nasuwania się płaszczowiny magurskiej na grupę średnią przypadać może na górny aquitan. Na górną granicę czasową nasuwania się płaszczowiny magurskiej jest miejsce w okresie potoński. Wtedy dopiero nastąpić mogło wykończenie tektoniki obszaru, polegające na ostatecznym dofałdowaniu się poszczególnych jednostek, przyczem warunki i prawa wspomnianego dofałdowywania się dla jednostek wyższych, określone były przez niższe płaszczowiny, uformowane starszą tektoniką, wyzyskującą tektonikę Prakarpāt. Okres ten uważać należy za epilog długotrwałych ruchów, które były ciągłe, jak to uzasadnia ostatnio J. Nowak [28].

Strukturalne elementy poprzeczne.

W myśl poglądów J. Nowaka [20, 28] podłużna niecka wyższego rzędu jasielsko-sanocka jest depresją tektoniczną, powstałą przez przystosowanie się mas fliszowych do jakiejś wielkiej formy synklinalnej. K. Tołwiński [57] wydzieliła w obszarze tym następujące elementy poprzeczne. Są to: kulminacja Gorlic, zakłęśłość jasielska i kulminacja krośnieńska.

Kulminacja Gorlic. Charakteryzuje ją na powierzchni wydacie cofnięcie się brzegu płaszczowiny magurskiej, a w grupie średniej wypiętrzenie się kredy na antyklinach drugorzędnych siodła Kobylanka—Wójtowa, maksymalna szerokość fałdu pozostająca w związku z tem zjawiskiem i silniejsze wyniesienie fałdu Biecz—Głęboka.

Obszar w którym gromadziły się osady eocenu, znajdujące się obecnie w obszarze kulminacji gorlickiej, był pierwotnie, jak wskazują mapy (rys. 1 i 2), położony w obrębie pewnego zakłęśnięcia podłoża, wyrównanego dopiero w czasie późniejszej sedymentacji. Ewolucyjny rozwój tego zjawiska znajdzie swój wyraz niżej przy opisie zakłęśłości jasielskiej i "kulminacji krośnieńskiej".

Zakłęśłość jasielska. W niej obserwuje się najintensywniejsze, związane z nasuwaniem się jednostki magurskiej na grupę średnią, procesy fałdowe. Istnienie tej zakłęśłości umożliwiło zachowanie się występu płaszczowiny magurskiej. Powstanie jej

prócz struktury podłoża predysponowały stosunki petrograficzne i miąższości poszczególnych ogniw fliszu w jej obrębie. Analiza map sedimentacyjnych eocenu dolnego i średniego wskazuje, iż ogólna miąższość tych oddziałów eocenu jest tu stosunkowo mała, tak samo ilość piaskowca ciężkowickiego. Wniosek z tego następujący: w miejscu osadzania się sedimentów eoceńskich występujących obecnie w Harkłowej, istniało pewne wypiętrzenie podłoża powodujące osadzenie się wspomnianych oddziałów w tak szczupłej miąższości. Wypiętrzenie to istniało jeszcze w czasie eocenu górnego, na co wskazuje mała w tym miejscu miąższość łupków menilitowych (około 50 m), podczas gdy w Potoku przekracza ona 100 m. Stosunki zmieniają się w oligocenie, w czasie osadzania się warstw krośnieńskich. W tym okresie wspomniane wypiętrzenie podłoża niknie, ustępując miejsca kotlinowatemu zakłębnięciu. Przemawia za tem większa niż w obszarach sąsiednich ilość łupków w tych warstwach. W ten sposób, przy użyciu tak czułego na wszelkie zmiany głębokości i rozmiarów miernika jakim jest morze, można odczytać i zrekonstruować ewolucję zjawisk, które doprowadziły w okresie rupelu do tworzenia się w miejscu pierwotnej kulminacji podłoża, formy wklęsłej. W czasie ruchów orogenicznych, masy fliszu wyzyskując lokalne warunki petrograficzne, gdzie duża ilość łupków powoduje zwiększoną plastyczność tych mas, uformowały obniżenie poprzeczne, wykorzystane później przez nasuwającą się płaszczowinę magurską.

K. Tołwiński [57] nadaje zakłębłości jasielskiej charakter depresji transwersalnej. Mojem zdaniem tego rodzaju ujęcie sprawy nie jest słusznem; w takim bowiem wypadku obserwowalibyśmy na fałdzie Liwocz—Przybówka, w przejściu przez strefę depresyjną (według Tołwińskiego), zanurzenie się podłużnej osi tego fałdu. Tymczasem wprost przeciwnie na Liwocz, położonym na linii tej strefy, odsłania się najstarszy w opisywanym rejonie poziom kredy barremskiej. Na linii depresji zjawisko tego rodzaju byłoby nie do pomyślenia. Płat Kluczowej, na podstawie którego zapewne autor wspomniany „przedłużył” depresję jasielską zachował się w obszarze podłużnej synkliny, oddzielającej fałd Liwocz—Podzamcze—Przybówka od opisanych przez Z. Pazdrę [30] fałdów okolicy Brzostka.

Kulminacja krosieńska. Według K. Tołwińskiego [57] jedną z cech charakteryzujących tę kulminację jest silne cofnięcie się ku S brzegu płaszczowiny magurskiej. Drugą taką

cechę według autora tego [57] stanowi „wyłaniający się szereg antyklin w obrębie zapadliska śródkarpackiego“. Przy porównaniu ostatnio wyrażonej cechy tej kulminacji z mapą, obserwuje się tu pewną dysharmonję. Powód tej dysharmonji leży w tem, że podczas gdy na linii kulminacji powinny się podnosić i wynurzać wszystkie przez rejon ten przebiegające fałdy, w wypadku omawianym zjawiska tego nie dostrzegamy. Wymagane przez pojęcie kulminacji warunki spełniają tylko „antyklina Potoka“, „antyklina Bóbrki—Rogów“ i „skiba żmigrodzka“, podczas gdy reszta fałdów jak „antyklina Żółkowa“, „antyklina Łubna“, „antyklina Iwonicza“ właśnie na linii kulminacji krośnieńskiej ulega zanurzeniu. Z mapy odnosi się wrażenie, że w uformowaniu się ondulacji podłużnych osi tych fałdów podłoże nie odgrywa prawie żadnej roli, główny natomiast czynnik stanowiłaby tu petrografia fliszu w obrębie poszczególnych fałdów, decydująca o sposobie uformowania się tych elementów. Poszczególne elewacje tych fałdów mają charakter lokalny, ograniczony często do jednego tylko fałdu. Przy wykreśleniu wszystkich tego rodzaju kulminacyj, omawiana część obniżenia jasielsko-sanockiego pokryłaby się siatką linii wskazujących drugorzędne lokalne obniżenia i kulminacje fałdów, mające znaczenie tylko pod względem naftowym.

Analiza map sedymentacyjnych wykazuje, że na okolicę Krosna (Potok) wypada maximum miąższości eocenu dolnego i średniego (610 m), wskazująca na maximum istniejącego w tym czasie kotlinowatego zakłęśnięcia podłoża. Fakt ten potwierdzają ponadto następujące obserwacje: *a)* największa w tym obszarze ilość łupków, *b)* najdrobniejszy w rejonie zbadanym materiał piaszczysty ciężkowickich (ziarno ich grubieje w miarę posuwania się ku północy i południowi). Zakłęśnięcie to istnieje jeszcze w okresie osadzania się łupków menilitowych, na co wskazuje duża stosunkowo ogólna ich miąższość. Wyrównanie sedymentacyjne następuje tu w oligocenie, w czasie osadzania się warstw krośnieńskich. W tym okresie następuje spływanie morza, za czem przemawia mała stosunkowo ilość łupków w warstwach krośnieńskich. Z opisanych stosunków sedymentacyjnych zakłęśności jasielskiej i „kulminacji krośnieńskiej“ wynika, że masy osadzonego fliszu przedstawiają się bardzo niejednolicie, tak pod względem miąższości jak i petrografii, powodującej istnienie elementów sztywniejszych. Nic też dziwnego, że przy szarżowaniu stwarzając w kompleksach zróżnicowanych petrograficznie różno-

rodne formy tektoniczne, uwydatniły nakreśloną przez podłoże zakłęśłość jasielską i stworzyły w położonym na wschód obszarze obniżenia jasielsko-sanockiego lokalne elementy poprzeczne, nie mające ze strukturą podłoża żadnego związku.

Kraków, Zakład Geologii Uniwersytetu Jagiell., w lutym 1933.

Résumé.

Stratigraphie. La région examinée se compose de couches du crétacé, de l'éocène et de l'oligocène.

Le crétacé est développé dans deux facies: crétacé de Magura et crétacé du facies silésien.

Le crétacé du facies de Magura est bien découvert aux environs de Rozdziele, Bednarka, Wola Cieklińska. Il forme une crête morphologique bien saillante entre Folusz et Jaworze. Les formations du crétacé de Magura reposent sur les schistes bigarrés de l'éocène; c'est pourquoi les grès de cette formation ont été considérés comme l'éocène [6, 47, 56, 42]. Les investigations de Paul [1, 2, 3], Uhlig [4, 5], surtout celles de Nowak [11] qui a trouvé dans ces couches un Inocérane déterminable, ainsi que celles de Mme O. W. Pazdro [39] prouvent que ces couches appartiennent au crétacé.

Le crétacé silésien se laisse voir sur les plis vigoureusement bombés du groupe moyen. Ce sont les plis Kobylanka-Wójtowa, ainsi que le pli Liwocz-Przybówka. Sur ce dernier pli on observe le profil complet du crétacé. En commençant par la base: 1) schistes noirs, déterminés par Paul et Uhlig [3, 4, 5] comme barrémien, 2) le niveau à conglomérats et grès comparé par Uhlig [4, 5] aux grès albiens de Godula des Carpates silésiennes, 3) la partie des schistes et des marnes probablement de l'époque de l'approfondissement de la mer durant la période de sédimentation des couches à Inocérames, 4) couches de Czarnorzeki représentent la partie la plus supérieure du crétacé. Aussi sur le pli Kobylanka-Wójtowa se montrent ces niveaux du crétacé, à l'exception du barrémien et de l'intercalation de schistes et de marnes apparaissant sur le Liwocz.

L'éocène est formé de même que le crétacé dans le facies de Magura et du groupe moyen.

L'éocène de Magura se compose d'argiles schisteuses

grises, vertes, rouges, vert-grises et brunes avec intercalations de grès fins glauconieux. Ces grès forment vers la partie supérieure deux niveaux [19]. Les nummulites trouvés dans la forage de la mine „Minerwa“ dans la localité Harklowa déterminent l'âge de ces grès comme l'éocène moyen. Les schistes bigarrés inférieurs à intercalations de grès appartiendraient donc à l'éocène inférieur.

L'éocène du groupe moyen, décrit en détail par le prof. Nowak [13, 20, 28], forme les noyaux de la plus grande partie des plis de la dépression de Jasło-Sanok. Les niveaux moyenne et inférieur de cette formation sont formées par des couches à hiéroglyphes, ainsi que par les schistes bigarrés avec les grès de Ciężkowice. Le nombre des niveaux du grès de Ciężkowice et des niveaux de schistes bigarrés qui les divisent, varient à peu près dans chaque pli, de même que leur épaisseur. Comme le démontrent les schémas de sédimentation ci-joints, la variabilité dans la formation de l'éocène inférieur et moyen est causée par la diversité et les changements des conditions de la sédimentation, formés par le substratum et la structure des bords des îles des Précarpates.

Sur la base des coupes de forage et des profils de mines données, on a calculé l'épaisseur de l'éocène inférieur et moyen dans des points particuliers (les mines seules, où les forages parvenaient jusqu'au crétacé, étaient considérées). En se servant de ces points, on a dessiné les lignes d'épaisseur égale des niveaux mentionnés de l'éocène. Après avoir calculé la quantité en % du grès de Ciężkowice, on a pu définir dans chacun des points déjà notés les lignes d'égale quantité en % du grès de Ciężkowice (carte Nr. 1, fig. 1). Comme cette carte ne présentait pas le tableau réel des relations, puisque on n'y prenait pas compte de la déformation provoquée par le plissement, on composa la carte II. (fig. 2). La carte II offre une illustration de celle-ci et permettent de comprendre le sens de la sédimentation des niveaux inférieurs de l'éocène.

Au début de l'éocène, devait exister une grande île précarpatique dans la partie méridionale de la région. Elle était séparée de l'île qui surgissait au nord (aujourd'hui terrain à l'ouest de Bratkówka) par un enfoncement concave du substratum, dont le maximum se trouvait dans les environs de Potok. Cette cavité passait à W comme à E aux crêtes déjà inondées à directions S-N et SE-NW, qui autrefois unissaient probablement l'île méri-

dionale précarpatique avec l'îlot mentionné. Dans toute la région occupée par le grès de Ciężkowice, ou, comme dans les Carpates orientales par leur équivalents, des saillies pareilles formant des îles précarpatiques se trouvaient dans la mer lui prêtant un caractère particulier. Dans la région située au NE du terrain examiné, où le grès de Ciężkowice n'apparaît plus, il faut accepter l'existence d'une mer plus profonde qui procure des sédiments plus uniformes. Dans la période de sédimentation des couches à hiéroglyphes, les îles précarpatiques ont disparu, englouties par l'action destructive de la mer.

L'éocène supérieur est représenté par les couches à hiéroglyphes et par les schistes ménilitiques avec des silex à la base. Ces schistes, autrefois reconnus comme l'oligocène inférieur, ont été attribués à l'éocène supérieur [16, 17, 29, 41]. L'observation exacte de la série des schistes ménilitiques témoigne de l'existence d'un continent ou d'une île à NEE de la région discutée. Son proche voisinage est marqué par les grès clairs dans la zone à pétrosilex des ménilites, par une portion plus épaisse de ces mêmes grès, par des conglomérats dans la section supérieure du niveau ménilitique et par l'accroissement des matières clastiques des schistes. Les troncs fossiles d'arbres (reconnus comme tels par J. Lipop) trouvées dans les silex dans les environs de Dąbrówka Starzeńska, prouvent que la flora était fournie à la mer par ce continent.

L'oligocène du facies de Magura n'apparaît point sur le terrain examiné. Dans le groupe moyen il est développé comme les couches de Krosno. Ces couches représentent les étages inférieurs de cette formation (lаторфien et рупélien).

Caractère général des plis de la dépression Jasło-Sanok. Les anticlinaux caractéristiques de la dépression Jasło-Sanok comprennent: le pli Lipnica-Kaczorowy-Gorajowice, le pli Roztoki-Potok-Krościenko, l'élément Żółków-Wrocanka, l'anticlinal Zarzecze-Kopytowa, le pli Wola Dębowiecka-Świerchowa-Rogi, ainsi que l'anticlinal Zboiska-Iwonicz-Wołoszowa. L'absence de l'affleurement du crétacé sur les plis mentionnés, même dans leurs parties le plus fortement bombées, c'est là leur trait caractéristique. Les plis, souvent compliqués sous le rapport tectonique, découvrent en général des schistes ménilitiques ou bien des couches à hiéroglyphes et des schistes bigarrés, plus rarement les grès de Ciężkowice. Les plis qui n'appartiennent pas directement

au groupe mentionné des éléments de la dépression Jasło-Sanok sont les plis suivants: Liwocz-Przybówka, Biecz-Głęboka et le pli productif Kobylanka-Wójtowa. Ces plis, dont les coupes présentées dans la fig. 3 et 4 ont une grande importance, étaient soumis à l'influence fortement accusée de la nappe de Magura. Parmi les plis de la dépression Jasło-Sanok, on peut distinguer deux types, en égard à leur structure. Le type méridionale est formé par des unités vigoureusement renversées vers N, avec le flanc septentrional réduit. A ce type appartiennent les plis: Zboiska-Iwonicz-Wołoszowa, Łazy-Świerchowa-Rogi, Zarzecze-Łubno. Le type septentrional est représenté par des plis brusquement bombés, souvent ondulés doublement vers le sommet, parfois renversés à rebours. Ce sont les plis: Żółków-Wrocanka, Łęgorz-Roztoki-Potok-Krościenko, ainsi que l'anticlinal Zmiennica-Strachocina-Sanok.

Tectonique de la nappe de Magura. La nappe de Magura forme dans la région examinée un lambeau s'étendant loin vers N jusqu'à Skołyszyn, fortement disséqué par la dénudation. Elle recouvre le flysch sur lequel elle a été charriée en forme de manteau environ 500 m d'épaisseur dans sa partie septentrionale. L'épaisseur du manteau augmente remarquablement vers le S. C'est dans cette direction que s'approfondit la dépression transversale de Jasło, comme le suggèrent les observations faites sur le terrain. En comparant la tectonique des masses de Magura à la tectonique du flysch qu'elle recouvre, déchiffrée à l'aide de nombreux forages, on remarque que la tectonique du lambeau de Magura est subordonnée à la tectonique du flysch du groupe moyen reposant au-dessous. Cette dépendance mutuelle, fondée sur la conformité du flysch de Magura avec les éléments plus anciens du flysch du groupe moyen, se laisse observer le plus distinctement sur les profils transversaux à travers Harklowa (fig. 5). Au S du synclinal inverse dans la nappe de la Magura (S de la Harklowa) à l'endroit, où le coin disséqué de la Magura s'élargit sensiblement on remarque la différenciation tectonique de la nappe de la Magura en tout un système de plis et même d'écaillés. Ceux-ci constituent l'unité tectonique supérieure de la nappe de Magura, charriée sur les couches d'éocène de l'unité inférieure qui, par le front composé de grès massifs, construit un coin avancé; le décollement, cause immédiate de la différenciation citée, a été provoqué par le vigoureux contraste pétrographique des deux complexes.

La nappe de Magura a complété la tectonique du flysch du groupe moyen en la menant jusqu'à son état actuel. Son influence sur les éléments du groupe moyen est diverse:

1) Déviation de direction des plis. Le résultat le plus évident du charriage du coin de Magura sur le flysch du groupe moyen, c'est la déviation de direction des plis du groupe central. On l'aperçoit même sur les plis assez éloignés de la répartition actuelle du coin de Magura, comme par ex. sur le pli Liwocz-Przybówka. Les déformations de direction des plis et leur degré sont le mieux visibles sur la carte (Pl. IV.). Au dessous de la partie septentrionale du coin de Magura, passent en se rapprochant grandement deux larges plis, outre plusieurs plus petits. L'un d'eux, c'est le pli Biecz-Głęboka, qui traverse Osobnica, Załęże, Rogi dans la direction de Klimkówka. Le second pli, c'est celui de Kobylanka-Wójtowa, énergiquement recourbé vers le N. Il passe sous la nappe de Magura dans la direction NE dans le pli de la Harkłowa, émerge de dessous le flysch de Magura dans la partie S du village Osobnica, puis se dérobe sous le lambeau de Radość. Le noeud de Harkłowa [53] présente l'entassement et l'accumulation de toute une série de plis du flysch du groupe moyen sur une bien petite étendue. L'entassement a été causé par les masses charriées de la nappe de Magura

2) Dislocations transversales. Comme résultat de la pression de la nappe de Magura, aux points du changement le plus violent de la direction du pli donné, où la cohérence du complexe stratigraphique pouvait céder à la dislocation le plus facilement, on rencontre des failles transversales. On observe ces failles sur le pli Liwocz-Podzamcze-Przybówka et Łazy-Wola Dębowiecka-Świerchowa, et sur la courbure (SW de Harkłowa) du pli de la Harkłowa.

3) Coupure oblique du front des plis du groupe moyen dans les parties couvertes par la nappe de Magura. Les masses charriées de la nappe de Magura, outre qu'elles provoquent le phénomène de déformation surtout de la direction des plis, coupent obliquement les fronts des éléments particuliers enveloppés par les couches de Krosno en partie dénudées, ou bien les fronts préparés des éléments particuliers; il s'en suit que la portion coupée des couches subit l'entassement dans les synclinaux devant les fronts de ces plis. Ce phénomène se laisse voir distinctement à Harkłowa (fig. 5).

4) Influence sur l'accumulation de pétrole. Le charriage de la nappe de Magura a influé aussi sur la formation définitive des gisements du pétrole. Dans le noeud de Harklowa le pétrole s'y accumule dans les couches de Krosno sur le flanc méridional du pli, mais, chose anormale, les horizons particuliers des gîtes pétrolifères sont parallèles à la limite du charriage de la Magura, tout en passant obliquement à la surface de l'inclinaison des couches coupée par l'unité de Magura. Il est évident que la formation définitive du gisement de Harklowa était en rapport avec le charriage de la nappe de Magura. Les horizons pétrolifères inférieurs de l'éocène et du crétacé se comportent différemment. La manière de leur formation leur était imposée par l'ancienne tectonique postrupélienne du groupe moyen. Le replissement de ce groupe sous la pression de la nappe de Magura provoquant en somme la formation du noeud de Harklowa, a causé la translocation des gisements du pétrole, ainsi qu'un changement dans ses propriétés chimico-physiques relativement à cette translocation. Ce changement se laisse observer le mieux dans les limites du pli Kobylanka-Wójtowa; il consiste en ce que sur un seul pli dans le même horizon stratigraphique, les propriétés du pétrole qui y apparaît changent à mesure de l'accroissement de l'influence de la nappe de Magura sur le pli donné. La compression de plus vigoureuse de ce pli par l'unité de Magura, a donné lieu à la naissance d'espèces d'huile de pétrole meilleures, plus légères, à commencer par le pétrole apparaissant à Lipinki, nommé pétrole „noir“, qui contient de la paraffine et seulement 23% de benzine, et continuer jusqu'au pétrole „jaune“ de Pagorzyna, transparent, tout à fait dénué de paraffine avec un abondant contenu de benzine. La différenciation du pétrole en espèces s'est passée en concordance avec le processus de replissement du groupe moyen sous la pression du manteau de Magura. L'influence de la tectonique, non seulement sur la structure définitive des gisements du pétrole, mais aussi sur la qualité de l'huile, est donc incontestable dans la région discutée.

Charriage de la nappe de Magura sur le flysch du groupe moyen. En se basant sur ses études dans le terrain, l'auteur conclut ce qui suit:

1) La tectonique de la région discutée a été imposée par la tectonique de substratum (formation de la dépression longitudinale de Jasło - Sanok, dépressions et élévations transversales).

2) La tectonique du groupe moyen, mettant à profit la prédisposition de la région, préparée par les anciens mouvements, est d'un âge plus avancé dans l'étendu discutée, que la tectonique de la nappe de Magura, charriée par-dessus.

3) La nappe de Magura, charriée sur les plis du groupe moyen déjà plissé et en partie dénudé, a provoqué par la pression exercée le replissement de ce flysch, la formation du noeud de Harklowa, la coupure des parties frontales des plis, conduisant sur la ligne des dépression transversales à la naissance des coins exposés, actuellement abrités dans ces dépressions comme dans des bassins de conservations.

4) Pendant la période du charriage de la nappe de Magura, la pression accrue des charriages carpathiques sur la zone littorale devient évidente. Comme cette zone offrait quelque résistance, la partie septentrionale du flysch de la dépression Jasło - Sanok qui s'y appuie s'est bombée et les plis dont elle se compose l'ont compliquée sous le rapport de la tectonique, développant le type septentrional des plis de la dépression Jasło - Sanok avec leurs caractéristiques plis en retour.

Les phénomènes mentionnés peuvent être placés temporairement dans les cadres suivants:

Lorsqu'il s'agit de l'âge de la tectonique du groupe moyen, vu l'absence dans la région explorée de couches plus jeunes que le rupélien, il faut admettre que le groupe moyen du terrain en question a été soumis au plissement au début de l'aquitaniien. Après le plissement du groupe cité, les facteurs de dénudation et d'érosion s'affirmèrent. Ils détruisirent les couches de Krosno qui forment le manteau des plis, découvrant ça et là les couches plus âgées de leurs noyaux. Alors seulement s'affectue, sur la région déjà en partie dénudée (l'analyse de la carte le confirme), le charriage de la nappe de Magura. Conformément aux considérations mentionnées plus haut, la limite inférieure temporaire du charriage de la nappe de Magura sur le groupe moyen peut être attribuée à l'aquitaniien supérieur. La limite supérieure temporaire de ce charriage doit être admise dans la période posttortonienne. C'est seulement alors qu'a pu être complétée la tectonique de la région discutée, s'exprimant par le replissement définitif des unités particulières.

Les éléments transversaux dans la dépression Jasło - Sanok. L'auteur analyse les culminations et les dépres-

sions transversales reconnues par K. Tołwiński [57] dans le terrain examiné.

La culmination de Gorlice. L'étendue où s'accumulaient les dépôts de l'éocène, qui se trouvent actuellement dans la région de culmination de Gorlice, était autrefois située dans les limites d'une certaine concavité du substratum, égalisée seulement lors de la sédimentation postérieure.

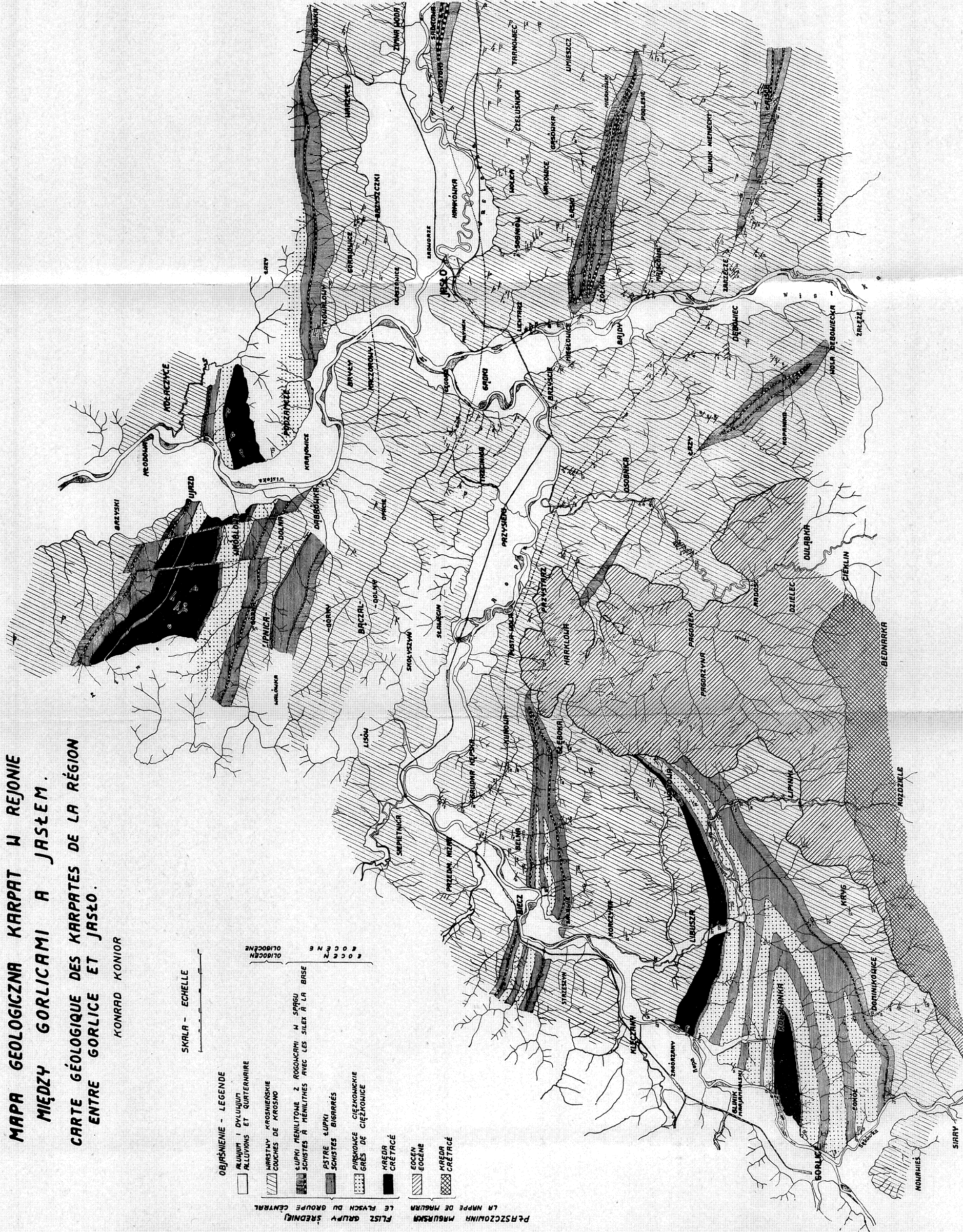
La dépression de Jasło se caractérise par le lambeau de recouvrement de Magura conservé dans sa région. Cette dépression a été prédisposée par les relations pétrographiques et l'épaisseur des niveaux particuliers du flysch. En étudiant les cartes de sédimentation, on aperçoit qu'à l'endroit où se déposent les sédiments de l'éocène, apparaissant de nos jours à Harklowa il existait un certain bombement du substratum qui était la cause de l'épaisseur si mince de la formation citée. Les relations changent seulement à l'époque du développement des couches de Krosno. Alors le bombement cité du substratum s'aplanit remplacé par un enfoncement concave. Cela est suggéré par la quantité locale de schistes plus grande dans les couches de Krosno que dans les étendues avoisinantes. Au moment de la première pression plus énergique des mouvements orogéniques, les masses du flysch ont formé la dépression transversale, dont profite plus tard la nappe de Magura en voie de charriage. Il n'est pas juste d'attribuer à la dépression de Jasło (K. Tołwiński 57) le caractère de dépression transversale. Dans ce cas-là, on observerait sur le pli de Liwocz-Przybówka, dans le passage à travers la zone de dépression (selon Tołwiński) l'immersion de l'axe longitudinal de ce pli et sa surrection ne menant pas jusqu'à l'affleurement du crétacé barrémien. Le lambeau de Kluczowa, situé au N de ce pli, s'est conservé dans le synclinal oblongue qui sépare le pli précité des plis dans les environs de Brzostek, décrits par Z. Pazdro [30].

Culmination de Krosno. En prenant pour base l'analyse de la carte, on conclut que la formation des ondulations de l'axes longitudinales traversant la dépression Jasło-Sanok est due principalement aux relations pétrographiques et l'épaisseur du flysch dans les limites des plis particuliers, facteurs décisifs pour cause de diverses propriétés mécaniques, de la manière de développement de ces éléments tant sous le rapport du profil transversal que du profil longitudinal. Les culminations particulières de ces plis à caractère local borné pour la plupart à un seul pli, n'indi-

**MAPA GEOLOGICZNA KARPAT W REJONIE
MIĘDZY GORLICAMI A JASŁEM.**

**CARTE GÉOLOGIQUE DES KARPATES DE LA RÉGION
ENTRE GORLICE ET JASŁO.**

KONRAD KONIOR



quent aucune relation avec la structure de substratum, ne présentent pas des matériaux suffisants pour accepter la culmination transversale dans le sens décrit par K. Tołwiński [57].

LITERATURA CYTOWANA. — OUVRAGES CONSULTÉS.

1. Paul C. M., Tietze E. Jahrb. Reichsanst. 1879.
2. Paul C. M. Verh. Reichsanst. 1881.
3. Paul C. M. Jahrb. Reichsanst. 1883.
4. Uhlig V. Jahrb. Reichsanst. 1883.
5. Uhlig V. Jahrb. Reichsanst. 1888.
6. Wł. Szajnocha. Atlas Geologiczny Galicji. Z. 6. 1896.
7. Wł. Szajnocha. Atlas Geologiczny Galicji. Z. 13. 1901.
8. J. Grzybowski. Atlas Geologiczny Galicji. Z. 14. 1903.
9. T. Wiśniowski. Sprawozd. z pos. nauk. X. Zjazdu lekarzy i przyrodn. we Lwowie 1907/1908.
10. J. Noth. Verbreitung der Erdölzone in den Karpatenändern und die Zukunft der Erdölgewinnung in denselben nach dem Kriege 1914/1915.
11. J. Nowak. Bull. Int. Ac. Sc. Cracovie 1917.
12. R. Zuber. Flisz i nafta. Lwów 1917.
13. J. Nowak. Prace Geogr. Z. VI. Lwów 1922.
14. K. Tołwiński. Prace Geogr. Z. VI. Lwów 1922.
15. J. Nowak. Rocznik P. T. G. 1923/1924.
16. W. Rogala. Kosmos 1925.
17. W. Rogala. Kosmos 1925.
18. J. Nowak. Mém. de la I-ère Réunion de l'Assosiation Karpatique en Pologne. 1—7 Sept. 1926.
19. Cizancourt H.: „Harkłowa“. Złoza ropy w Polsce, Borysław 1927.
20. J. Nowak. Zarys tektoniki Polski. Kraków 1927.
21. J. Obtułowicz. Pos. Nauk. P. I. G. 1927.
22. Z. Pazdro. Kosmos 1927.
23. M. Cizancourt. Kosmos 1928.
24. A. Gaweł. Posiedz. Nauk. P. I. G. 1928.
25. J. Obtułowicz. Posiedz. Nauk. P. I. G. 1928.
26. H. Goblot. Sprawozd. P. I. G. 1928.
27. St. Krajewski. Posiedz. Nauk. P. I. G. 1929.
28. J. Nowak. Die Geologie der polnischen Ölfelder. Stuttgart 1929.
29. Z. Pazdro. Kosmos 1929.
30. Z. Pazdro. Kosmos 1929.
31. J. Strzetelski. Jasielskie Zagłębie naftowe. Borysław. 1929.
32. H. Świdziński. Sprawozd. P. I. G. 1929.
33. B. Böhm. Pam. I. Zjazdu Geol. Naft. we Lwowie 14—15 grudnia 1930.
34. A. Gaweł. Posiedz. Nauk. P. I. G. 1930.
35. J. Hempel. Posiedz. Nauk. P. I. G. 1930.
36. St. Krajewski. Posiedz. Nauk. P. I. G. 1930.
37. J. Obtułowicz. Posiedz. Nauk. P. I. G. 1930.
38. H. Teisseyre. Sprawozd. P. I. G. 1930.

39. O. Warchałowska-Pazdrowa. Kosmos 1930.
 40. O. Wyszyński. Posiedz. Nauk. P. I. G. 1930.
 41. Fr. Bieda. Rocznik Pol. Tow. Geol. 1930/31.
 42. B. Böhm. Posiedz. Nauk. P. I. G. 1931.
 43. A. Gawęł. Posiedz. Nauk. P. I. G. 1931.
 44. J. Hempel. Posiedz. Nauk. P. I. G. 1931.
 45. St. Krajewski. Posiedz. Nauk. P. I. G. 1931.
 46. J. Obtulowicz. Posiedz. Nauk. P. I. G. 1931.
 47. H. Świdziński. Posiedz. Nauk. P. I. G. 1931.
 48. H. Teisseyre. Posiedz. Nauk. P. I. G. 1931.
 49. J. Wdowiarz. Kosmos 1931.
 50. O. Wyszyński. Posiedz. Nauk. P. I. G. 1931.
 51. B. Böhm. Posiedz. Nauk. P. I. G. 1932.
 52. H. Goblot. Geol. i Stat. Naft. Polski Nr. 1. 1932.
 53. K. Konior. Geologia i Statyst. Naft. Polski. Nr. 5. 1932.
 54. J. Obtulowicz. Geol. i Stat. Naft. Polski Nr. 2 i 3. 1932.
 55. J. Obtulowicz i St. Krajewski. Posiedz. Nauk. P. I. G. 1932.
 56. H. Świdziński. Posiedz. Nauk. P. I. G. 1932.
 57. K. Tołwiński. Geol. i Stat. Naft. Polski. Nr. 1, 2, 3, 1932.
 58. K. Tołwiński. Geol. i Stat. Naft. Polski Nr. 7, 1932.
 59. O. Wyszyński. Geol. i Stat. Naft. Polski. Nr. 4. 1932.
 60. K. Tołwiński. Geol. i Stat. Naft. Polski Nr. 11. 1932.
-